GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義

国土地理院地理地殻活動研究センター* 村上 亮・小沢慎三郎

Mapped Vertical Deformation Field of Japan Derived from Continuous GPS Measurements and Its Tectonic Implications

Makoto MURAKAMI and Shinzaburo OZAWA

Geography and Geodynamics Research Center, The Geographical Survey Institute, 1-Kitasato,
Tsukuba, Ibaraki 305-0811, Japan

(Received December 9, 2003; Accepted August 23, 2004)

To evaluate a reliability of GPS vertical data we mapped vertical crustal deformation field of Japan using continuous GPS measurements with a nationwide dense network (GEONET) of the Geographical Survey Institute during the period from 1996 to 2003. We confirmed that the GPS vertical deformation field reasonably agrees with those derived from leveling, tidal record and geomorphologic analysis. The conformity with the other data sets suggests a dependability of the GPS vertical results. The GPS data illustrate details of a spatial pattern of the vertical deformation field and manifest their usefulness when applied to constrain tectonic models. A subsidence along the pacific coast of the southeastern Hokkaido propounds a possibility of a downdip extension of a plate coupling reaching to the depth of about 80 km. Uplift around Hidaka mountains in the central Hokkaido suggests a present-day mountain building process at least during the interseismic period. An apparent subsidence found in the central mountainous region of the central Honshu island contrasts sharply with the presumed uplift through Quaternary inferred from geomorphologic analyses. Vertical deformations along the Nankai trough in the southwestern Japan can be attributed to an elastic deformation due to a dragging of the subducting Philippine Sea plate. The GPS result confirms a coupling of plates and a resultant strain accumulation in the Tokai region. Those results demonstrate the usefulness of the GPS vertical data and encourage us in further applications in the studies to understand ongoing tectonic processes in Japan.

Key words: Vertical crustal deformation, GPS, Tectonics, Mountain building, Plate coupling

§1. はじめに

わが国の精密測量の歴史は、すでに 100 年を大きく超えている。上下地殻変動を知るために有用な水準測量は 1884 年に開始された。約 70 年に及ぶ水準測量結果を集大成した壇原 (1971) による成果は、測地学的手法による日本の上下変動分布推定の一つの到達点として、現在でもテクトニクスに関する議論の重要な基礎となっている。これまで、水準測量は、正確な上下変動分布を知るためのほぼ唯一の手段であったが、測量に人手と時間がかかること、また、水準路線に沿った線的な情報しか得られないことが大きな制約であった。

1980 年代の後半になって本格的に登場した GPS は

目覚ましい成功を収め、わが国では、1990 年代に入る頃から固定点による観測が開始された。GPS は面的な展開が可能で、連続観測も行えることから、地殻変動の詳細な空間分布とその時間変化を明らかにするための新たな可能性を開いた。国土地理院は、1994 年に東海・南関東地方において連続観測を開始し、その後も観測網の拡張を行って、2004 年 4 月現在、観測点数は 1,200 点に達している。点数および空間密度において世界の先端をいくこの連続観測により、テクトニクス、地震メカニズム、火山噴火メカニズムについての理解を深める様々な成果が上がっている。しかし、それらの解析は、水平変動成分のみに立脚している場合が多く、精度が劣るとされる上下成分は棄却され、省みられることが少なかった。

* 〒305-0811 つくば市北郷 1 番

GPS は本来 3 次元的な測位手法であり、モデルの構築に上下地殻変動が重要な役割を果たす場合も多いことを考えると、上下変動を積極的に利用する努力が払われるべきである。特に、均等かつ高い空間密度で観測が続けられているわが国においては、GPS 上下変動を考慮することによって、テクトニクスの議論に新しい展開がもたらされる期待がある。GPS の測位解析方法は観測開始当初より著しく改善されており、7 年を超えるデータの蓄積が進んだこともあって、GPS 上下変動の精度が総合的に向上し、利用の条件が整いつつある。

以上のような考えに基づき、国土地理院の GPS 連続観測結果を用いて、上下変動速度を解析した。その結果、GPS 上下変動は、十分な信頼性があると判断され、それを積極的に利用することにより、日本周辺のテクトニクスの新たな理解につながる期待があることがわかった。本論文では、GPS の上下変動の信頼度を評価し、そこから得られる上下変動分布とその意義について議論する。同様の研究として、Aoki and Scholz (2003) があるが、我々は、GPS と水準測量結果などとの詳細な比較を試みるほか、地学的な議論についても、彼らとは異なった観点から考察を加える。

§ 2. GPS による上下変動観測

精密測位手法としての GPS は、1980 年代の後半頃からわが国に導入された。国土地理院も各種の試験観測を行ってその有効性を認識し、1994 年の春から、東海・南関東地域において 110 点の連続観測点網の運用を開始した。GEONET (GPS Earth Observation NETwork) と名づけられたこの観測網 [Hatanaka *et al.* (2003)] の総点数は、何度かの拡張を経て 2004 年 4 月の時点で 1,200 点となっている。観測網の構築が段階的に進んだため、主として 3 種類の受信機から構成されることとなり、これらが並行して用いられてきた。最近になって、受信機の機種およびアンテナが同一のものに順次更新され、2004 年 4 月以降は、極めて少数の例外を除き、単一機種の受信機およびアンテナが使用されている。GEONET の解析には、測位解析ソフトウェアとして Bernese/BPE [Hugentobler *et al.* (2001)] が用いられ、つくば市の国土地理院構内にある観測点を基準局とした ITRF 座標系 [Ferland (2000)] に基づく各観測点の位置が、24 時間分のデータを利用して毎日計算されている [Hatanaka *et al.* (2003)]。

GPS による上下方向の測位は、観測の原理上、水平方向に比較して不利な条件を抱えている。GPS 測位においては、視界の開けた上方に存在する衛星を位置の基準として用いており、観測点から見た衛星の幾何学的配置

は、上下に関しては対称ではない。その結果、上下方向の観測誤差が、水平方向の誤差より大きくなるという根本的な弱点がある。また、多くの場合、測定対象とする地殻変動のシグナル自体、水平に比べて小さく、そのことも、上下地殻変動検出を一層困難なものとしている。このため、従来の GPS を利用した地殻変動やテクトニクスの解析においては、上下成分の信頼度は低いとされ、多くの場合、水平変動のみが利用されてきた。

しかし、最近では、状況が変わりつつある。国土地理院の GPS 連続観測も、全国における本格的な観測が開始されて以来、ほぼ 7 年以上が経過し、データそのものの蓄積に加えて、経験の蓄積による処理技術の向上がもたらされている。従来のものに改良を加え、この観測網に最適化した最新の測位解析手法が採用されており、1996 年 4 月以降のデータが同一の手法で計算処理されている [Hatanaka *et al.* (2003)]。その結果、それ以前の解析方法に残存していた系統誤差が解消されたほか、日々の測位解のばらつきも減少して、測定の信頼性が大幅に向上した。このような改良の結果、GEONET の成果は上下成分についても地球科学的な議論に十分耐えるレベルに達していると期待される。本稿では、1996 年以降の GPS 連続観測結果の時系列への直線近似から上下変動速度を求め、テクトニクスの立場から検討する。

§ 3. GPS によるわが国の上下変動速度分布

3.1 使用する GPS データ

わが国において現在進行している上下変動を明らかにするため、GEONET による 1996 年から 2003 年までの日々の測位解を用いて平均的な変動速度を計算し、その分布を求める。使用するデータは、複数機種が並行して用いられていた期間を含んでいる。この間は、同一の受信機タイプの観測点で構成するサブネットが機種ごとに構築され、個別の測位計算がなされている。サブネット間では参照点が異なり、アンテナ保持機構の筐体や地盤に固定する基台の構造についても同一でない場合があり、系統誤差が存在する恐れがある。異機種のデータを一括して使用するためには、相互の系統差がないことを確認する必要がある。

このため、異機種観測点のうち距離の近いものを組み合わせ、上下変動速度の差の有無を調べた。サンプルは、全国に分布するおよそ 100 対のペアであり、異機種隣接点間相互の距離は 25 km より短い。場所の違いによる差は、小さいと考えられ、変動速度に差が現れる場合は、機種の相違による系統差である可能性が高い。実際に計算してみると、これらの観測点間の変動速度の差の平均値は 0.3 mm/year、標準偏差は 2.5 mm/year であっ

た。わが国の上下変動速度は、概ね ± 10 mm/year の範囲に分布するので、機種による差は、地殻変動に比べて十分小さいと判断できる。

この結果を踏まえて、異機種のデータを一括して活用することとし、全体で約 950 点のデータを採用した。これにより、GEONET の特徴である空間分布の一様さと密度の高さのメリットを最大限に利用することができる。

観測期間は、機器が設置された時期により異なるが、地震等の影響を取除くために対象期間を短縮した少数の例外を除き、最長で 1996 年 4 月から 2003 年 4 月までの 7 年間、最短で 1998 年 4 月から 2003 年 4 月の 5 年間である。

3.2 データ解析手法

GPS による精密測位は、観測点間の相対位置を高精度に決定する相対測位であり、国土地理院の測位計算 [Hatanaka *et al.* (2003)] も、この原理に基づいている。したがって、上下変動を計算するためには参照点を選定する必要があるが、本論文では、試行錯誤的にいくつかの候補を調査し、最終的に、観測の欠落が少なく、周囲の樹木による電波遮蔽や地下水などの影響による不安定性が見られない日本海の飛島（山形県、GEONET の ID 番号: 950194）を選んだ。ただし、解析を進める過程で、飛島が継続的に隆起している可能性が明らかになったため（3.3 節参照）、第一段階として飛島に対する各点の変動速度を求め、最終的には、全体をシフトさせて全国の

上下変動の平均が 0 になるように基準を取り直して、各種の議論を行うことにした。

GPS 観測点には、地すべりなど局所的な要因によってテクトニックな地殻活動と直接関係のない変動が生じているものもある。それらを排除するため、周囲の上下変動の傾向と大きく異なる観測点を抽出し、ある 1 点のみが周囲と異なる動きをしている場合は、異常と判断してデータから除外した。しかし、2 点以上の点が同様の傾向を示す場合は、たとえそれが周囲の大局的なトレンドと異なっても有意なデータとして採用した。この選別の過程で約 50 点を除外し、最終的に残った約 950 点の GPS 点の上下変動速度を議論する。なお、このスクリーニングの過程でも、受信機機種の相違する近接点間の上下変動値に大きな食い違いが現れることはなく、異機種のデータを統一して扱ってもよいことが再確認された。

本論文では、継続して進行する上下変動に注目することとし、地震によるステップ状の地殻変動が見られる観測点については、対象期間から地震の影響を含む期間を除外して変動速度を計算した。1997 年豊後水道ゆっくり地震、2000 年鳥取県西部地震、2001 年芸予地震などが除去の対象である。この間にいくつかの火山活動も発生している。1998 年岩手山の活動および 2000 年有珠山噴火に関連する地殻変動については、火山活動特有の複雑な変動が長期間にわたり、それらを除去したデータは直線近似の対象期間としては短くなりすぎるため、観

Fig. 1. Time series plots of ellipsoidal height at a GEONET (GPS Earth Observation Network) site (Kochitano: 950444) near the cape Muroto in Shikoku as referred to a fixed site in the northeastern Japan (Tobishima: 950194) during April 1, 1996 to April 1, 2003. The r.m.s. of daily solutions is about 12 mm. The vertical velocity is -4.6 mm/year with a formal error of about ± 0.1 mm/year. The subsidence is caused by an elastic deformation of the continental plate dragged by the subsiding Philippine Sea Plate. Repeated precise leveling surveys confirm this subsidence.

測点そのものを解析の対象から外した。しかし、群発地震が繰り返し発生する伊豆半島東部の地殻変動、および2000年以降続いている東海地方の地殻変動 [Ozawa *et al.* (2002)] は、一定の傾向の変動が長期間継続していることから、その期間を除去せず、継続的な上下変動として変動速度を計算している。

飛島に対する高さの変化の一例として室戸岬近傍の GEONET 点「高知田野」(950444) の時系列を Fig. 1 に示す。この点は、室戸岬に近く、フィリピン海プレートの沈み込みの影響を受けて沈降していることが、最近の

水準測量でも確認されている。日々の観測値はばらついているが、飛島に対する長期的な沈降を示す直線的な傾向を明瞭に読み取ることができる。直線近似による変動速度は、 -4.6 mm/year 、残差の標準偏差は 12 mm である。他の観測点の時系列も基本的に類似の様相をしている。観測値のばらつきに相当する残差の標準偏差は、固定点からの距離や、アンテナ周囲の電波遮蔽状況など、観測点固有の条件によって左右される。したがって、標準偏差の大きさも観測点によって異なるものの、概ね $10 \sim 20 \text{ mm}$ 程度である。この値から、7 年分のデータを

Fig. 2. Correlation plots between the GPS vertical velocity and (a) latitude and (b) longitude of each GPS site. Correlation between velocity and coordinates is an indicator of systematic error involved in positioning computation of the GPS. Dependency on latitude and longitude is reasonably small suggesting that no significant systematic error is involved in the positioning computation.

用いた一次傾斜の推定誤差を計算すると、 $0.1 \sim 0.2$ mm/year 程度となる。実際の変動は直線的ではなく、また誤差も完全にランダムではないため、直線近似による誤差の推定値は、上下変動速度の誤差の見積もりとしては、楽観的過ぎる。しかし、仮に、誤差をこの 10 倍と見積もった場合でも、推定誤差は $1 \sim 2$ mm/year 程度となり、わが国で見られる通常 ± 10 mm/year の範囲の上下変動に対しては十分小さい。GPS による 7 年間の連続観測結果を平均した上下変動速度の精度は、解析手法の改良およびデータの蓄積を経て、テクトニクスを論じるために必要なレベルに達していると判断できる。

測位解の系統誤差についても検討する。系統誤差は多くの場合、観測点間の距離に比例することが知られている。そのような誤差の一例として、日々の測位計算 [Hatanaka *et al.* (2003)] において、固定点として扱うつ

くば基準局の ITRF 座標 [Ferland (2000)] における仮定位置の誤りがもたらす誤差がある。この基準局は、プレート運動によって数 cm/year の速度で ITRF 座標系の中で移動しているが、GPS 測位解析計算の過程で、この移動速度を無視すると、系統的な位置誤差が生じる。誤差は、緯度や経度への依存性をもつことが予想されるため、その有無により測位計算の妥当性を判定することができる。初期の GEONET の解析計算では、つくば基準点の移動が無視されていたため、日々の測位解に明らかな座標依存性が見られた。最新の統一解についてはこの問題は解決されているが、確認の意味で、全点の上下変動の座標依存性を検討した。Fig. 2 にその結果を示すように、緯度への依存性は、 -0.0006 ± 0.02 mm $\cdot$ yr $^{-1}\cdot$ deg $^{-1}$ 、また経度への依存性は、 -0.11 ± 0.02 mm $\cdot$ yr $^{-1}\cdot$ deg $^{-1}$ であり、いずれも小さく、緯度や経度

Fig. 3. Vertical velocity field in Japan mapped from GEONET data during the period of 1996–2003. The vertical velocities refer to a fiducial reference station in such that the average of vertical velocities of all the stations equals to zero. The red color means uplift, whereas blue indicates subsidence. The spatial pattern of deformation field strongly suggests its relationship to the tectonic setting of Japan. Inset map A shows site locations of about 950 stations used in this figure. Inset map B depicts the locations of the stations listed in Table 1.

との明瞭な関連性は認められなかった。

また、最近の研究は、つくばの基準局が、周辺の地下水の汲み上げを原因として年周期的な上下変動を繰り返していることを明らかにしている [Munekane *et al.* (2004)]. これにより GPS 点間の距離に比例する誤差が混入しうるが、この誤差は周期的であり、少なくとも 5 年以上の期間の平均的な速度を用いる本論文の解析には影響がない。

なお、高さの定義についても述べておく。GPS 観測で得られる高さは楕円体を基準面とする楕円体高である。それに対し、水準測量や験潮観測で求まる高さは、ジオイドや海面を基準面としており、厳密にはそれぞれに基準が異なる。しかし、今回は、上下変動速度を議論の対象としており、基準の違いによる差は無視することができる。したがって、本論文の議論では GPS、水準測量および験潮結果による変動速度を直接比較する。

3.3 GPS による上下変動分布

3.2 節に説明した手順で、固定点である飛島に対する

各点の相対的な上下変動速度を計算したところ、約 78% の GPS 点が沈降していることがわかった。平均および中央値は、いずれも -3.3 mm/year である。このことは、参照点とした飛島の隆起を強く示唆している。6.4 節において検討するように、東北地方の日本海側は大きく隆起しているので、この隆起が日本海の沖合いの飛島まで及んでいると考えても不自然ではない。飛島の隆起の影響を受けて、全国の上下変動速度が沈降側にシフトしている可能性が高いため、全国の平均値が 0 となるように基準を取り直すことにする。新しい基準で表示した上下変動分布を Fig. 3 に示す。Fig. 3 の上下変動速度は、全体が、 ± 10 mm/year の範囲にほぼ収まっており、90% 以上が ± 5 mm/year の範囲に分布する。過去の水準測量から導かれた上下変動速度 [壇原 (1971)] の大きさも同程度であり、GPS 結果はこれと符合する。

Fig. 3 の上下変動分布は、ランダムではなく、隆起および沈降の配置に一定の規則性が見られる。また、分布

Table 1. GPS vertical velocities at picked-up GEONET sites. The locations of the sites are indicated in the inset map B of Fig. 3. The vertical reference frame is the same as Fig. 3. Most of vertical velocities are within ± 10 mm/year range. A positive sign means uplift.

No.	GEONET ID	GEONET Site Name	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Velocity (mm/year)
1	940001	Wakkanai	141.7543	45.4008	1.7
2	960508	Asahikawa	142.4134	43.7361	3.4
3	940010	Kushiroshi	144.4359	42.9607	-5.4
4	940017	Setana	139.8612	42.4483	4.8
5	970792	Noboribetsu	141.0847	42.418	-3.4
6	960532	Erimo 2	143.3195	42.123	1.1
7	950150	Sai	140.8841	41.4527	2.8
8	950156	Hachinohe	141.5149	40.5126	3.7
9	950185	Ani	140.4054	40.0041	3.6
10	950175	Shizugawa	141.4529	38.6798	-1.0
11	940050	Niigata	138.9921	37.8935	-6.0
12	950255	Komatsu	136.3919	36.3914	1.2
13	93003	Sanwa	139.8138	36.2005	-11.5
14	960611	Nagawa	137.6857	36.0815	-2.5
15	960580	Kouno	136.0589	35.8337	-1.0
16	960656	Mihogaseki	133.1405	35.5604	-1.2
17	93027	Oamishirosato	140.3215	35.5268	-12.7
18	960759	Miura 2	139.617	35.1576	-5.6
19	950302	Chiryu	137.0627	34.9917	3.1
20	93101	Omaezaki	138.2187	34.602	-8.1
21	940068	Narayoshino	135.8542	34.389	4.1
22	950433	Ehimekawauchi	132.9142	33.7932	4.9
23	960685	Nogata	130.7519	33.7422	-3.1
24	940070	Kushimoto	135.7672	33.48	-5.8
25	940082	Muroto	134.1248	33.3125	-4.3
26	960701	Choyo	130.9986	32.8674	-5.6
27	940085	Tosashimizu	132.9689	32.7523	-3.1
28	960722	Tarumi	130.7017	31.4927	1.8

の様相が東北日本と西南日本とで大きく異なっていることも興味深い。沈降と隆起の境界線が火山フロント近くの内陸部まで後退している東北日本とは対照的に、西南日本の南海トラフ沿いの地域では、トラフに面した四国東部や紀伊半島が海岸線近くから直ちに隆起しており、両者におけるテクトニックな状況の差異を暗示している。一方、中国地方や九州地方は局所的な隆起や沈降はあるものの、全体を支配する大きな規則性のあるパターンは認められない。

各地の上下変動の大きさを見るため、各地域を代表する GPS 点を選び、上下変動速度を Table 1 に示す。各点の位置は Fig. 3 の挿入地図 B に表示する。ほとんどの点において、上下変動速度は ± 10 mm/year の範囲に入っている。観測点の中には、No. 13 三和、No. 17 大網白里など 10 mm/year を超える沈降を示している点もあるが、これらは地下水の汲み上げなどによる地盤沈下を反映している。

北から地域ごとに、簡単に上下変動の特徴を述べる。No. 1「稚内」、No. 2「旭川」が代表する北海道北部から中部にかけての領域は隆起が支配的である。一方、No. 3「釧路市」に示されるように、北海道東部の太平洋側は大きく沈降している。また、北海道西部の太平洋側の No. 5「登別」周辺も沈降している。しかし日高山脈に近い No. 6「えりも 2」に見られるように、襟裳岬周辺の点は隆起を示している。この隆起は日高山脈の形成との関連が示唆され、6.1 節でより詳細に議論する。渡島半島の日本海側にある No. 4「瀬棚」周辺は顕著に隆起しているが、6.3 節で検討するように、1993 年北海道南西沖地震後の余効変動である可能性が高い。

東北地方では、No. 9「阿仁」、No. 7「佐井」、No. 10「志津川」に代表されるように、日本海側が隆起し、太平洋側が沈降している。しかし、No. 8「八戸」など太平洋側でも隆起している場所もある。これらは 1994 年三陸はるか沖地震の震源域に近く、この地震の余効変動との関連が示唆される (6.4 節)。

No. 11「新潟」では、地盤沈下が続いているが、そこから西の日本海側は、No. 12「小松」、No. 15「河野」、No. 16「美保関」に代表されるように、比較的安定している。No. 14「奈川」は中部山岳地帯に位置するが、同山岳地帯は沈降が支配的である。

No. 18「三浦 2」、No. 20「御前崎」、No. 24「串本」、および No. 25「室戸」が沈降している。また、No. 19「知立」、No. 21「奈良吉野」、および No. 22「愛媛川内」が隆起しているが、これらは、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う変動と解釈できる (6.6 節参照)。一方、No. 27「土佐清水」が代表するように、四国の南西部は沈降

している。

九州地方や中国地方は、空間波長の短い隆起・沈降の分布はあるものの、全体を支配する大きな規則的なパターンはない。九州北部の No. 23「直方」の沈降は、過去の採炭活動と関連している可能性が高い。また、九州中央部の No. 26「長陽」は、阿蘇カルデラ内に位置しており、同カルデラ内の他の 2 点とともに系統的に沈降している。また、隣接の九重山近傍にある観測点も沈降している。これらの沈降は、阿蘇カルデラおよび九重山の火山活動に関連する変動である可能性が高い (6.8 節)。

以上、概略を見たように、Fig. 3 の隆起や沈降の分布には、地域ごとに系統性が見られ、東北日本と西南日本の大きな傾向の違いがあることや、隆起や沈降の境界が海溝軸と平行に走ることなど、日本列島周辺のテクトニクスの空間的な特徴との類似性が高く、地球科学的に極めて重要な情報であることを予想させる。

§ 4. 水準測量による上下変動との比較

4.1 水準測量による最近 40 年間の上下変動

わが国では、これまでに、全国を一周する計 8 回の水準測量が実施されている [国見・他 (2001)]。本論文では、3 回目 (1947~1961 年) と 8 回目 (1986~1999 年) の測量結果の相互比較から、最近約 40 年間の日本列島の上下変動速度分布を求め、GPS 結果と比較する。

観測点の移設に伴う見かけの変動などの異常データを除外すると、全国約 4,900 点の水準点が解析対象として残った。真の地殻変動を反映していると考えられるこれらのデータについて、東京の水準原点を仮不動点とする上下変動量を計算した。ただし、全国測量において、すべての一等水準路線が計測されるわけではないので、北海道北部・南部や三陸沿岸など、ここで使用した測量がカバーしていない地域もある。最近の 40 年間に、最も大きな隆起を示した場所は、紀伊半島南端の潮の岬周辺で、隆起量は約 0.6 m、最大の沈降は新潟市周辺で、沈降量は約 2 m である。このデータをもとに、水準点ごとに観測の時間間隔を考慮し、平均的な上下変動速度を計算した。

水準測量の誤差を見積もることは容易ではない。統計的には誤差は観測距離の平方根に比例するとされており、距離が延びるに従い、誤差が累積していく傾向がある。国土地理院の一等水準測量のマニュアルは、観測のチェックのため、同じ路線を往復測定することを規定している [国土地理院 (2001)]。S (km) の距離を観測して往復で $2.5 \text{ mm} \times \sqrt{S}$ を超える誤差が発生した場合には、測量をやり直すことになっている。この式が誤差の見積もりに使われることが多い。測量は東京の水準原点から

出発しており、北海道および九州までの距離は約 1,000 km である。この式により誤差を計算すると、路線の両端において累積誤差はおおよそ 7.9 cm 程度となる。さらに現実性を高めて、網平均を考慮して水準測量の誤差を解析した井内(1974)による見積りも、最大で 6 cm と、ほぼ同程度の大きさである。2 回的水準測量の差から変動速度を計算するので、1 回分の水準測量の誤差を $\sqrt{2}$ 倍し、それを期間の 40 年で割ると、速度の推定誤差は約 2.8 mm/year となる。概略の見積りであるが、一つの目安として、これを超える変動は有意とみなすことができる。また、空間波長が短い変動についてはその検知に必要な測量の路線長が短くなるので、誤差はより小さくなることが期待される。わが国の上下変動は、おおよそ ± 10 mm/year の範囲に分布するため、水準測量は、これらを検出するのに十分な精度を有していると

判断できる。

対象とした期間中に、水準測量結果に影響を与える地震がいくつも発生している。海域では M7.0 以上の地震について、また陸域では M6.5 以上の地震について、その影響をモデル計算により除去することとした。1987 年までの地震については、「日本の地震断層パラメータ・ハンドブック」[佐藤・他(1989)]に記載されたパラメータを用い、それ以降の地震は、地震予知連絡会報などに公表されたモデルを用いて上下変動を計算し、水準測量結果に補正として加えて影響を除去した。考慮した主な地震は、1964 年新潟地震、1993 年北海道南西沖地震、1994 北海道東方沖地震、1994 三陸はるか沖地震などである。なお、火山噴火については補正していない。

このようにして計算した全国の水準点の変動速度の平

Fig. 4. Vertical velocity field in Japan mapped from repeated leveling surveys. The height changes were derived from surveys between 1947–1961 and 1986–1999 carried out by the Geographical Survey Institute. The vertical velocities refer to a fiducial reference in such that the average of vertical velocities of all the stations equals to zero. There is an likeness of the spatial pattern of deformations between this figure and Fig. 3. Inset map shows site locations of about 4,900 leveling bench marks used in this figure.

均および中央値はともに -2.8 mm/year で、全体の約 86% が沈降を示し、変動の分布は沈降側に偏倚している。この結果は、3.3 節の GPS の場合と同様に、参照点である東京の水準原点の隆起の可能性を示唆している。水準原点付近は、1923 年関東地震の際の地震時変動として約 8.6 cm 沈降したが、その後プレート境界のカップリングが回復して上盤プレートが変形する結果、関東地震時の変動とは逆向きに、ゆっくりと隆起している可能性がある。

関東地震の震源断層領域が現在は固着していると仮定し、そのバックスリップの量を 25 mm/year として、関東地震の代表的なモデル [Ando (1974)] に基づいて水準原点付近の上下変動を計算すると、約 1.5 mm/year の

隆起となり、この程度の変動が生じていても不思議ではない。また、水準原点と三浦半島油壺験潮場の間では、最近の 30 年間、水準測量が毎年繰り返されているが、その結果は、油壺に比べて水準原点が約 4.2 mm/year の速度で隆起したことを示している [国土地理院 (2002)]。一方、加藤・津村 (1979) の方法により解析した験潮結果は、油壺験潮場が 3.4 mm/year の速度で沈降したことを示す [国土地理院 (2003a)]。この二つの結果は、水準原点が約 0.8 mm/year の速度で平均海面に比べて隆起していることを意味しており、これからも水準原点の隆起の可能性が指摘できる。

さらに、GPS の上下変動からも同様の示唆が得られる。Fig. 3 に用いた GPS データは、水準原点付近が約 1

after Danbara(1971)

Fig. 5. Vertical velocity field in Japan mapped by Danbara (1971) from repeated leveling surveys carried out in around 1895, around 1930, around 1950, and around 1965 by the Geographical Survey Institute and its predecessor organization. The vertical velocities refer to the vertical datum of Japan located in Tokyo. Inset map shows leveling routes used in the figure.

mm/year 程度の速度で隆起していることを示している。

結論として、水準測量による上下変動の全国平均を 0 にするために要請された 2.8 mm/year の 1/3 から半分程度が、水準原点の隆起で説明できる。なお、過去の地盤沈下も水準測量の平均値を沈降側にシフトさせる要因として働いている。水準測量の対象期間の前半である 50 年代から 60 年代にかけては、全国的に都市部で地盤沈下が顕著であり、これも全体の平均値を引き下げる効果がある。以上の要因が複合的に作用して、平均値が沈降側にシフトした可能性が高い。

GPS との比較を容易にするため、水準測量結果についても、全点の平均が 0 となるように基準を取り直し、空間的なフィルタリング処理を経て上下変動の面的分布を表示した図が Fig. 4 である。

Fig. 4 で大きな沈降を示している地域は、その多くが新潟市周辺や関東東地方北部などの地盤沈下地帯である。その一方で、北海道の太平洋側、東北日本の太平洋側など、広い領域が系統的に沈降している場所がある。また、系統的に隆起している地域もあり、東北地方の日本海側、東海地方から、紀伊半島、四国地方にかけての太平洋に面した帯状の領域などがそれにあたる。これらの広域的な隆起や沈降は、日本列島のテクトニクスを反映した重要なシグナルである可能性が高い。

なお、Fig. 4 の分布は路線上に分布するデータに空間的なフィルタ処理を施した結果である。内挿・外挿の信頼性を考慮して 60 km 以内に水準点が存在しない地域は着色していない。北海道の南北の両端、東北の三陸海岸などが着色除外地域である。また、図では伊豆半島も着色されているが、実際には水準データはない。このように、路線からの距離によって結果の信頼度が異なるので、図の解釈には注意が必要である。

4.2 GPS 結果と水準測量結果の比較

GPS による最近 7 年間の上下変動である Fig. 3 と、水準測量による過去約 40 年間の上下変動分布である Fig. 4 とを比較する。一見して、両者の空間パターンに強い類似性のあることがわかる。北から順に見ていくと、根釧台地から十勝平野周辺および勇払平野周辺の沈降、仙台市付近の沈降、東北地方の日本海側の隆起、関東平野北部および房総半島周辺の沈降、紀伊半島および四国の内陸部の隆起など、多くの地域で GPS および水準測量結果による隆起・沈降のパターンの共通性が認められる。

1960 年代以前の約 70 年間の水準測量結果を用いた壇原 (1971) による成果とも比較する。彼は、過去の 4 回の水準測量、すなわち、1895 年前後、1930 年前後、1950 年前後、および 1965 年前後に実施された水準測量結果を使用して Fig. 5 に示される上下変動速度分布

Fig. 6. Correlation plots between vertical velocities by leveling and GPS in the Tohoku region whose latitude is between 37 and 40.5 degrees. The velocities by leveling are derived from repeated surveys carried out between 1947–1961 and 1986–1999. The GPS velocities are derived from continuous measurements during 1996–2003. Unit of the velocity is in mm/year. The GPS data are spatially interpolated to the position of each leveling benchmark. The correlation coefficient is 0.69 indicating a good agreement between the two data sets. The result of linear fitting of both data is $V_{\text{GPS}} = 0.56 \times V_{\text{level}}$, where V_{GPS} and V_{level} are the vertical velocities derived from GPS and leveling, respectively.

を描いた。Fig. 5 からは、北海道太平洋岸の沈降、東北地方太平洋岸の沈降、朝日飯豊山地付近の隆起、四国から紀伊半島にかけての隆起などが読み取れ、Fig. 3 および Fig. 4 との間に類似性が見られる。

このように、日本列島の上下変動の骨格をなすパターンは、GPS と過去の水準測量結果とで共通している。このことは、最近 100 年間で、基本的な上下変動のパターンに大きな変化がなかったこと、GPS 連続観測は 7 年程度の短期間でもわが国の上下変動の特徴をよくとらえていることを示している。

ここで、数値的な比較が可能な、Fig. 4 の水準測量結果に戻る。Fig. 3 と Fig. 4 の空間パターンには、全体的な共通性があるが、特に、東北日本において上下変動分布が酷似している。緯度 37 度から 41.5 度の間の東北地方に位置する約 940 点の水準点における水準測量結果と GPS との相関を Fig. 6 に示す。観測点の位置が同一ではないので、GPS 結果を水準点の位置に空間的に内挿して、両者を比較した。なお、著しい地盤沈下地帯である新潟市周辺のデータは除去した。図でわかるように、両者の相関は高く、相関係数は 0.69 である。また、

直線近似による傾斜は 0.56 であり、全体として水準測量による上下変動速度の絶対値が大きい傾向が認められる。原因はよくわからない。

一方、全国における相関の様子を Fig. 7 に示す。全体の相関係数は 0.31 である。図中の A~H の楕円で示すように系統的な差異をもつグループがある。A~G の楕円で囲んだグループは都市部の地盤沈下地帯であり、それぞれ、A: 名古屋市周辺、B: 大阪市周辺 C: 佐賀市周辺、D: 東京都および川崎市周辺、E: 大宮市周辺、F: 新潟市周辺、G: 埼玉県幸手市・栗橋町周辺に対応する。これらは、いずれも 1960 年代を中心として地下水の汲み上げによる地盤沈下が激しかった場所であるが、その対策としてとられた揚水規制などの効果により、近年では沈静化している。沈静化以後に測定された GPS によるこれらの地域の沈降速度は水準測量に比べて系統的に小さい。

例えば、新潟市周辺では、地盤沈下のモニタリングのため、毎年水準測量が行われているが、新潟市東部に位置する 1 等水準点 4,421 は、1960 年代の前半には、1 年で 20 cm 近く沈降していた。最近の沈降は 10 年間で

Fig. 7. Correlation plots of the vertical velocities by leveling and GPS. Unit of the velocity is in mm/year. The GPS data are spatially interpolated to the position of each leveling benchmark. Velocities of most sites are within ± 1 cm range except about 100 sites whose leveling velocities show large subsidence. The correlation coefficient for all the stations is 0.31. The outlying data enclosed by ellipses A to G are located in the areas where significant ground subsidence was caused by retrieval of underground water during past several decades. We can relate the location of sites in group A to Nagoya city, B to Osaka city, C to Saga city, D to Tokyo and Kawaseki cities, E to Ohmiya city, F to Niigata city and G to Saitte and Kurihashi cities, respectively. The ground subsidence declined after effectuation of legislative control of water retrieval. In most areas the subsidence rate is about 1/10 of the maximum value in 1960's. The discrepancy between GPS and leveling in A-G can be attributed to the difference of subsidence rate at the time of measurement. The group H corresponds to stations in Shikoku and Kii peninsula where leveling data is dominated by postseismic deformation due to 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes.

Fig. 8. Correlation plots between vertical velocities by leveling and GPS after removal of outliers as enclosed by the ellipses A-G in Fig. 7. The group A in this figure corresponds to the ellipse H of Fig. 7. The correlation coefficient of all the stations in this figure is 0.35. It becomes 0.39 after the removal of the data in the ellipse A.

Fig. 9. Correlation plots between vertical velocities by tidal record and GPS. Vertical velocities derived from tidal records at about 100 sites are compared with the GPS velocities. The GPS data are spatially interpolated to the position of each tidal gauge station. The correlation coefficient is 0.39 indicating a reasonable agreement between them.

2 cm 程度となっており [国土地理院 (2003b)], 地盤沈下の沈静化を示している. 本論文の GPS 結果もそれと符合する.

また, 橿円 H で囲んだ地域は, 1944 年東南海地震および 1946 年南海地震後の余効変動の影響を大きく受けた地域である [例えば, 吉岡 (1999)]. 地震直後の期間を含む水準測量の結果には余効変動が大きく寄与しているが, 時間とともにしだいに消滅し, 現在はプレート間カップリングが回復したことによる影響が支配的になっている (第 6.6 節参照). このような理由からこの地域では GPS 結果と水準測量結果との間に系統的な違いが見られる.

Fig. 8 には, Fig. 7 の A~G の橿円で囲んだ約 100 点を除去した残りの約 4800 点の相関を示す. 全体の相関係数は, 0.35 である. なお, この図の橿円 A は Fig. 7 の橿円 H に相当する. この橿円内の点を除いた残りのサンプルの相関は 0.39 である. これまで見てきたように, 東北地方の相関が特に良いが, 全国的に見てもある程度の相関がある.

§ 5. 他の観測との比較

5.1 験潮データとの比較

次に, 験潮データとの比較を行う. Fig. 9 に, 全国約 100 カ所の験潮場における上下変動速度と, GPS による

変動速度の相関を示す. 験潮による上下変動は, 潮位データの月平均値の一次傾斜を計算し, 符号を反転したものである. 直線近似の誤差は観測期間の長さによって左右されるが, 近似後の残差 (約 10 cm) と観測期間 (10 年から数十年) から計算して, 概ね 0.5~3 mm/year 程度と見積もることができる. Fig. 9 は, GPS の上下変動から内挿によって験潮場の上下変動を求め, 験潮結果と比較した結果である. 全国の験潮場全体で計算した相関係数は 0.39 となった. 験潮場は数も少なく, 海岸線に沿ってしか分布していない極めて限定的なデータではあるが, GPS 結果と, 大局的に一致している.

5.2 地形学的成果との比較

最後に, 地形学的に推定された, より長い時間スケールでの日本列島の上下変動との比較を試みる. 貝塚・他 (1986) は, 地形学的立場から第四紀に起こった日本列島の大局的な上下変動を論じている. 彼らの地形学的な分類に従い, 第四紀に隆起した地域と沈降した地域を赤と青に着色して Fig. 10 に示す. GPS による隆起・沈降の分布は, 概ね彼らの結果と整合している. 特に, 東北地方日本海側の隆起, 紀伊半島から四国にかけての太平洋側の隆起, 関東地方の沈降などにおいて, 両者の類似性が高い.

その一方で, 両者の傾向が明らかに異なる地域があ

Fig. 10. Distribution of vertical deformation derived from geomorphologic analysis by Kaizuka *et al.* (1986). Areas colored in red show uplift, whereas ones in blue show subsidence. The areas indicated with broken ellipses show discrepancy between geomorphologic and GPS results. Letters, 'h', 'k', and 'a' indicate Hida, Kiso and Akaishi mountains.

る。それらは、北海道東部の太平洋沿岸、東北地方の太平洋側、および図中に h, k, および a で示した飛騨山脈、木曽山脈、赤石山地を中心とする中部山岳地域である。地形学的解析から第四紀を通じた隆起が支配的であったとされる同山岳地域において、GPS は相対的な沈降を示しており、両者が一致しない。これについては、第 6 章でより詳細に考察する。

§ 6. 議論—GPS による上下変動分布の特徴とテクニクスなどの議論へもたらす意義—

以上のように、GPS による上下変動結果は、これまでに知られている水準測量等の測地学的成果や地形学的成果と概ね調和的であり、GPS による上下変動に一定の信頼性があることを示している。

一方、GPS と他の観測結果とが、系統的に異なっている場所がある。GPS は、各点の観測が個々に独立である。気象などの現象で短期間に限れば、共通の誤差をも

つ場合はあるが、広い領域の点が、長期にわたって共通した誤差をもつ可能性は極めて低い。GPS 結果に一定の信頼性を認めた前章までの検討結果を踏まえると、過去の観測との不一致が見られた場合、上下変動の傾向の経時的な変化を示しているか、そうでない場合は、むしろ過去の観測に何らかの誤差が含まれていたと考えるべきである。GPS はほぼ均一に全国を覆っており、空間的に均等な密度で上下変動の詳細な空間分布を知ることができるようになった意義も大きい。次の節からは、GPS によりもたらされた上下変動に関する新しい視点について、主要なものを取り上げ議論する。

6.1 北海道東部の太平洋岸沿いの沈降

Fig. 3 および Fig. 4 において明らかなように、北海道東部の太平洋側に面した広い領域が大きく沈降している。根室市付近の花咲および釧路の各験潮場の観測結果も、観測が開始された 1960 年代以降、それぞれおよそ 1 cm/year の速度で継続的な沈降が進行していること

Fig. 11. (a) Distribution of backslip [Savage (1983)] derived from GEONET on the boundary surface between the continental plate and subducting Pacific plate during an interseismic period (1997–1998). Vectors in gray show distribution of back slip. Red contours show the depth of plate boundary [Katsumata (2003)] in km, whereas blue contours show magnitude of estimated backslip ranging from 1 cm/year to 8 cm/year. We inverted both horizontal and vertical velocity by GPS to obtain backslip distribution on the assumed plate boundary surface using a method by Yabuki and Matsu'ura (1992). In this inversion we strongly constrained a smoothness of slip distribution. The backslip to the depth of about 80 km is necessary to simulate the subsidence observed in southern coast of Hokkaido as seen in Fig. 3. (b) Simulated and observed horizontal velocities at GPS sites. (c) Simulated and observed vertical velocities at GPS sites.

を示している [国土地理院 (2003a)]. 変動の範囲が広いことから、地盤沈下の影響があるとしてもそれは部分的であり、主要な原因は何らかのテクトニックな機構によるものである可能性が高い。

沈降と隆起の境界線は、火山フロントに沿って海溝軸とはほぼ平行に走っており、上下変動の原因が基本的にはプレートの沈み込みにあることを強く示唆している。そこで、以下において、太平洋プレートの沈み込みによるメカニズムの妥当性を検討する。

GPS による 1997～1998 年間の水平および上下変動データを用いて、プレート間カップリングを推定するインバージョンを行った。対象とした時期は、地震間 (interseismic 期) に相当し、大きな地殻活動イベントはこの間に発生していない。期間が短いため、年周などによる影響が若干残っている可能性はあるが、概略の傾向を見るには十分である。北海道東部の沈降の忠実な再現を念頭におきながら、Yabuki and Matsu'ura (1992) の方法で、バックスリップ分布 [Savage (1983)] が滑らかにつながるようにやや強い拘束をかけてインバージョンを行った。その結果を Fig. 11(a)～(c) に示す。

Fig. 11(a) は、推定されたプレート境界上のバックスリップ分布、Fig. 11(b) は水平変動の観測値と計算値の比較、そして Fig. 11(c) は上下変動の観測値と計算値の比較である。北海道東部における沈降を陸域まで及ぼせるためには、カップリング領域の下端を深部方向へ相当深く延長する必要がある。Fig. 11(a) は、フルカップル時の 1/4 である 2.5 cm/year のバックスリップが分布する深さが、北海道東部においておよそ 80 km に達し

ていることを示している。

深部カップリングを考察する場合、2003 年十勝沖地震発生後の余効すべり分布が極めて示唆に富んでいる。この地震は、GPS によって地震前からの地殻変動が克明にとらえられてた初めての巨大海溝型地震である。Fig. 12(a)～(d) は、Ozawa *et al.* (2004a) が明らかにした地震時および地震後のプレート間すべり分布である。Fig. 12(b)～(d) に示されるように、地震直後の 2003 年 9 月から 2004 年 3 月までの約半年間の余効変動によるすべりは、地震時にすべった領域の外側に、ドーナツ状に分布している。ここでは深部方向の余効すべり分布に注目するが、その深さは約 80 km 程度にまで達している。余効すべりの向きは、地震時とほぼ同じ南東方向である。このような余効すべりが生じるためには、地震発生以前に、応力が蓄積されることが必要である。Fig. 12 の余効すべりの分布は、80 km 程度の深さまでの固着を示していた Fig. 11(a) のモデルと符合する。

地震前に蓄積した可能性のある歪と解放された歪が量的にバランスしていないことも重要である。Fig. 11(a) のモデルは、地震間のバックスリップ量を深さ 80 km 付近で約 2.5 cm/year と見積もっている。一方、2003 年十勝沖地震の余効変動として地震後約半年に解放されたフォワードスリップ量は、Fig. 12(d) によれば約 50 cm である。地震の間隔を 100 年と仮定すると [地震調査委員会 (2003)], 地震間に蓄積されたスリップ量は 2.5 m となるが、余効変動ではその 20% 程度しか解放されていない。また、Fig. 12(a) は、深さ 80 km の領域が地震時にほとんどすべっていないことを示している。し

after Ozawa et al. (2004)

Fig. 12. Estimated distributions of coseismic and postseismic slips of 2003 Tokachi-oki earthquake ($M8.0$). Open circles represent aftershocks (Data from the Meteorological Agency of Japan). Broken lines represent isodepth contours of the plate boundary with 10 km intervals. (a) Coseismic slip distribution. The star represents the epicenter of the 2003 Tokachi-oki earthquake as identified by the Meteorological Agency of Japan. Contour interval is 2 m. (b) Postseismic slip for the period September 26–October 2, 2003. Contour interval is 4 cm. (c) Postseismic slip for the period October 2–November 10, 2003. Contour interval is 4 cm. (d) Postseismic slip for the period November 10, 2003–March 6, 2004. Contour interval is 4 cm. As of November 10, 2003 postseismic slip at the depth of 80 km reaches about 50 cm.

たがって、これまでのところ、深部における歪収支は消費より蓄積が圧倒的に勝っている。地震間に深部で蓄積された歪の解消過程には、いくつかの可能性がありうる。最悪の場合として、急激に解放される過程を想定すると、巨大な地震または津波地震の発生の可能性が浮上する。津波堆積物の解析から、千島海溝沿いの超巨大地震の可能性が検討されているが〔例えば、Nakayama *et al.* (2003)〕、上下変動の解析は、このような議論とも関

連して、さらに詳細に実施される必要がある。

Fig. 3 は、日高山脈の相対的な隆起を示している。例えば Table 1 の No. 6「えりも 2」は、1.1 mm/year の速度で隆起している。地形学的解析からも、日高山脈は 15 万年前から現在に至るまで隆起しているとされており〔吉山・柳田 (1995)〕、本結果と調和的である。また、浦河や十勝港など、日高山脈付近の驗潮記録〔国土地理院 (2003a)〕も同様の傾向を示していることから、この

地域の隆起が真実である可能性が高い。

この隆起は、その東隣の帯広や釧路周辺の沈降とは際立った対照を見せており、選択的に日高山脈を隆起させる何らかのメカニズムが作用しているはずである。その

Fig. 13. Schematic illustration of a forearc sliver model along the Kuril Trench by Kimura (2002). An oblique subduction of the Pacific plate produces a southwestward dragging force acting on a forearc region along the trench, which is called a forearc sliver. Because of bending of the Kuril trench offshore cape Erimo, the forearc sliver collides onto a neighboring block sitting in the west. This collision results in a uplift of Hidaka mountains.

有力な候補の一つとして、木村 (1981) による前弧スリバーの衝突の考え方がある。Fig. 13 に、簡略化したスリバーモデルを示す。太平洋プレートの斜め沈み込みによって、前弧部には海溝軸に平行な方向（南西方向）の力が加わり、その結果、前弧スリバーとよばれる細長いブロックが海溝と平行に南西方向に移動する。襟裳岬沖で海溝は南向きに方向を変えるため、前弧スリバーの南西端は、それ以上南西に進めず、それより西のブロックとの衝突が起こる。この衝突によって日高山脈が隆起すると考えられている [木村 (1981)]。

このメカニズムが実際に機能しているとなると、その影響は、水平変動分布にも現れることが期待される。Fig. 14(b) は、GPS の水平成分から計算したせん断歪の分布であるが、せん断歪の集中する領域が火山フロントに沿って東西方向に走っている。この地域は、スリバーと背弧側のブロックとの境界に相当し、温度の高い火山フロント下の地殻で延性的な変形が起こり [木村 (2002)], せん断歪が集中する帯状の領域となっている可能性がある。

一方、Fig. 14(a) は北海道地方の水平主歪の分布である。北海道の中央部を含む東半分では、軸の方向が千島海溝と直行する北西南東方向を向く圧縮が支配的であるが、日高山脈の西の領域だけ、圧縮軸が東西方向に振れている。南西向きに移動する前弧スリバーが西のブロックに衝突する結果、日高山脈付近では北東南西方向の圧縮の成分がもたらされ、それによって、広域的に分布す

Fig. 14. Horizontal strain field in Hokkaido derived from the GPS measurements. (a) Distribution of horizontal principal axes in Hokkaido derived from GEONET data during 1997–2001 using a software package for geodetic data post processing [Sagiya *et al.* (2003)]. (b) Distribution of horizontal shear strain in Hokkaido derived from GEONET data during 1997–2001. In the eastern Hokkaido a belt with high shear strain rate lies along the volcanic front.

る北西南東方向の圧縮軸が、ここだけ東西方向に向くようにシフトさせられていると解釈できる。このように、水平歪の分布も、前弧スリパーの衝突による日高山脈隆起の仮説を支持している。ここまでの議論では、地震サイクル中の地震間 (interseismic) に相当する期間のデータを使用しており、日高山脈がこの期間、相対的に隆起している可能性が高いこと、その隆起は前弧スリパーモデルによって説明可能であることが示された。

しかし、議論の対象期間を、地震サイクル全体に拡大しようとする、新たな疑問に直面する。2003 年十勝沖地震時には、襟裳岬は約 22 cm 沈降している [Ozawa *et al.* (2004a)]。地震前の隆起は、Table 1 に示すとおり、1.1 mm/year 程度であり、この地震の再来周期が 80 年程度であることを考えると [地震調査委員会 (2003)]、地震間には、せいぜい 10 cm の隆起が蓄積するだけである。余効変動による隆起も、現在までに 1~2 cm 程度でありこれ以上大きくなる可能性は低い。地震間の緩やかな隆起と余効変動を蓄積させるだけでは地震時の沈降がカバーできない。地震サイクルがこのような形で続いていくと、地震のたびに襟裳岬付近は沈降し続けることになってしまう。しかし地形学的には、Fig. 10 に示されるように、日高山脈は長期的には隆起すべきであり、両者は矛盾する。両方の観測事実を満足するためには、襟裳岬付近を大きく隆起させる何らかのテクニクなイベントが必要である。それは必ずしも、破局的なものである必要はないが、いずれにせよ、Nakayama *et al.* (2003) が北海道東部で検討しているような巨大イベントにまで視野を広げ、上下変動も取り入れた議論が展開されるべきである。

これまで、80 km 程度の深い領域にまで、沈み込む太平洋プレートの影響が及んでいるという仮説に沿って議論を進め、地震間時の北海道東部の沈降が説明可能であることなどを見てきた。しかし、地震間に限っても、それだけでは説明できない上下変動も残っている。例えば、根室半島周辺は、バックスリップ分布から予想されるとおり沈降が観測されているものの、量的には Fig. 11(a) のモデルから期待される大きさに達していない。ここでも、プレート間カップリングの効果に加えて、まだ特定されていない別のテクニクな機構が働いている可能性が高い。このように、本論文の検討は、初期的なもので、この地域の上下変動のすべてを説明するに至っていない。しかし、GPS による上下変動は、テクニクスの解釈にとって極めて重要かつ有効なデータであり、これを用いることで今後さらに詳細な議論の進展が期待されることが示された。

6.2 室蘭、登別、苫小牧付近の沈降

Fig. 3 および Fig. 4 は、苫小牧から登別を経て室蘭に至る太平洋側が沈降していることを示している。苫小牧市では、過去の一時期、地下水汲み上げにより、市の北部に局所的な地盤沈下が発生したものの、その後取水が規制され、最近では地盤沈下が沈静化したと報告されている [環境省 (2002)]。地下水汲み上げによる地盤沈下は多くの場合局所的であり、その空間的な広がりはいさ。一方、Fig. 3 および Fig. 4 には、苫小牧から登別を経て室蘭に至る数十 km 程度の広い領域が、系統的に沈降している様子が示されている。地盤沈下以外にも何らかのテクニクな原因が存在し、それによって沈降が生じている可能性が高いが、その理解は十分進んでいない。今後の詳細な検討が必要である。

6.3 渡島半島の日本海側 (中心はニセコ付近) の隆起

Fig. 3 は、ニセコ付近を中心として渡島半島のほぼ全体が隆起していることを示している。Ueda *et al.* (2003) は、この隆起を 1993 年北海道南西沖地震の余効変動によるものとして説明している。北海道南西沖地震前の地殻変動が反映される Fig. 4 および Fig. 5 の水準測量結果をみると、渡島半島日本海側において、隆起の傾向が認められるものの、その大きさは Fig. 3 に比べて有意に小さい。以上のことから、この隆起は北海道南西沖地震後に始まった可能性が高い。この隆起は、Ueda *et al.* (2003) のように北海道南西沖地震の余効変動の影響であると考えるのが妥当である。

6.4 東北地方における日本海側の隆起および太平洋側の沈降

Fig. 3 において、東北地方では、大きく分けて太平洋側が沈降し日本海側が隆起している。この傾向は、Fig. 4 および Fig. 5 の水準測量結果にも系統的に現れているので、この地域で継続的に進行している地殻変動を反映していると考えられる。

太平洋側の沈降は、この地域でも北海道の太平洋側と同様に、沈み込む太平洋プレートの引きずりの効果が、かなり深い領域にまで及んでいる可能性を示唆する [諏訪・他 (2004)]。ただし、八戸周辺の三陸地方は、太平洋側でありながら隆起している。この場所は、1994 年三陸はるか沖地震の震源域に近く、地震直後には余効変動による隆起が報告されており [例えば、Heki *et al.* (1997)]、それが現在も続いている可能性がある。Fig. 5 の水準測量結果は、この地域が過去には沈降していたことを示しており、隆起が最近の現象であることを示している。

日本海側に面した東北地方の西部は、系統的な隆起が顕著である。太平洋プレートの沈み込みによる引きずり

によって、陸側プレートが弾性変形し、内陸側が隆起している可能性がある。この場合は、北海道の太平洋側と同様、太平洋プレートと上盤プレートの固着が境界の深部に及ぶ必要がある〔諏訪・他(2004)〕。一方、地形学的に推定されているように、東北地方の東西圧縮の結果生じる褶曲〔貝塚・他(1986)〕など累積的な塑性変

形の可能性もある。また、Aoki and Scholz (2003) は、日本海側の新しい収束境界に起因する隆起の可能性を指摘している。

東北地方の上下変動について、理解が十分進んでいるとは言えず、この地域のテクトニクスについても、上下変動を含めて詳細な検討がなされることが必要である。

6.5 中部山岳地域の沈降

Fig. 3 は中部山岳地域一帯が沈降していることを示している。地形学的には、中部山岳地帯は百万年、あるいは数十万年前以降、隆起したと考えられている [貝塚・他 (1986)]。Fig. 10 において“a”および“k”で示す赤石山地、木曽山脈は、地形学的な証拠から、現在でも隆起が続いているとされている [森山 (1990)]。また、壇原 (1971) も、赤石山地の西の伊那盆地を走る路線に沿った水準測量結果を用い、Fig. 5 のように、赤石山地付近を中心とした南北に伸びる領域の隆起を推定している。

しかしながら、中部山岳地帯に分布している GPS 点の観測結果は、飛騨山脈 (Fig. 10 の“h”), 木曽山脈、および赤石山地の主要部分を含む中部山岳地帯が全体として系統的に沈降していることを示している。赤石山地の西側には、四国から紀伊半島を経て東に延びる帯状の隆起地帯が見えるが、これが赤石山地の西部にわずかにかかっているだけで、赤石山地や木曽山脈が全体として隆起しているわけではない。この帯状の隆起の原因は、フィリピン海プレートの沈み込みによる上盤プレートの弾性変形と考えられる (6.6 節参照)。プレートの沈み込みの影響で隆起が生じている場所は、1944 年東南海地震や 1946 年南海地震時に、紀伊半島や四国が沈降したように、プレート間巨大地震発生時に沈降する可能性が高い。したがって、現在隆起している帯状領域も、このままの速度で隆起を続ける可能性は低い。

中部山岳地域における GPS の配置は、その多くが盆地など低高度な場所であり、山地に直接設置されている点は極めて少なく、山岳形成を本格的に論じるためには不十分である。そのため、観測網でカバーされていない

真の山岳部は観測にかかることなく隆起しているという可能性が残る。しかしその場合でも、山岳部に近い点は、より遠い点に比較して相対的に隆起していると予想される。それがたとえ微小でも観測期間を十分取れば GPS はそれを検知する可能性が高い。山岳形成メカニズムが実際に作動している場合には、GPS の設置高度と上下変動速度に相関があることが期待される。これを確認するため、中部山岳地帯に含まれる GPS 点の高度と上下変動速度の相関を調べたが、両者の間に相関は見られなかった。直接的な否定ではないが、山岳部のみが選択的に隆起している可能性は低い。

中部山岳地帯で、現在、隆起が見られないことに対して、いくつかの説明が可能である。

その第 1 は、山地の形成はすでに終了し現在は隆起していないとするものであり、第 2 は、長期的には隆起が進行しているが、揺らぎを伴っており、現在は、揺らぎの範囲内で生じる偶々の沈降時期に相当するとするものである。そのどちらかであるか、またそれ以外の解釈が必要であるかは、現時点ではわからない。

いずれにしても山岳の形成は 100 万年程度の長期間に進行する現象であり、測地学的なデータだけで論じることには限界がある。少なくとも地震サイクルを何度か経た後に残留する地殻変動を知る必要があるであろう。しかし、GPS による上下変動分布は、山岳形成の議論に拘束条件を与えることができるはずである。現在はその出発点に立ったに過ぎず、このようなデータを長期間蓄積することにより、山岳形成のメカニズムが徐々に明らかになっていくものと期待される。

Fig. 15. Vertical deformations in Southwestern Japan along Nankai Trough. (a) Vertical velocity by GPS during 1996–2003. It is inferred that the uplift in Shikoku and Kii peninsula is caused by an elastic deformation of the continental plate dragged by the subsiding Philippine Sea Plate. The tips of Kii and Muroto peninsulas, as indicated by T1 and T2, are subsiding. Recent precise leveling survey confirms the subsidence. GPS stations in the rectangle SE were uplifted during a slow earthquake event in 2003 [Ozawa *et al.* (2004b)]. During an interseismic period this region is subsiding as seen in this figure, suggesting a coupling between the plates. (b) Coseismic vertical deformation of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankai earthquakes derived from precise leveling surveys before and after the earthquakes. The deformation field of figure is almost the opposite of that of Fig. 15(a), except for Tokai region, in such a way that the spatial pattern of vertical deformation is nearly the same but the sign is opposite. (c) A forward model of backslip distribution to simulate vertical field indicated in Fig. 15(a). Rectangles are planes where we assumed plate coupling. Parameters assumed in the simulation are listed in Table 2. We used fault geometry by Ishibashi (1981) for the 1944 Tonankai earthquake as indicated by rectangles C and D and by Ando (1975) for the 1946 Nankai earthquake as A and B. We assumed uniform backslip distribution by 5 cm/year on those areas. Additional coupling on rectangle E by 2.5 mm/year is necessary to simulate vertical pattern of Tokai region as marked by an ellipse. This confirms that the strain is accumulating over a segment of plate boundary that did not rupture during 1944 Tonankai earthquake episode [for example, Mogi (1970)].

6.6 南海トラフ沿いの上下変動

南海トラフに沿ってフィリピン海プレートが沈み込んでおり、東海沖から四国沖にかけて、海溝型巨大地震が繰り返し発生している。この沈み込みに伴う顕著な水平・上下変動が観測されているが、特に、駿河湾西岸の沈降は、想定されている東海地震との関連から、水準測量や験潮などのデータによって詳しく検討されている。国土地理院は、駿河湾西岸の沈降を監視するため、静岡県森町と御前崎の間の水準測量を年4回の頻度で繰り返している。その結果によれば、御前崎は、森町に対しておよそ8 mm/yearの速度で、ほぼ定常的に沈降している [国土地理院 (2004)]。

上下変動は、プレート間カップリングの分布を推定する際に、拘束条件として有効に働くので、その詳細な分布を知ることは極めて重要である。東海地方では、広域的な水準測量についても、国内の他の地域より高い頻度で実施されている。しかし、この水準測量の実施頻度は、毎年1回であり、それ以上に頻度を上げることは予算などの制約から難しい。時間分解能を高めるために、GPS上下変動データの利用に対する期待は高い。以下においては、定常的な変動について、まず理解するため、この地域の最近7年間の平均的な上下変動を検討する。

Fig. 15(a)は、駿河トラフおよび南海トラフ沿いの領域を拡大して、GPSによる上下変動分布を示した図である。なお、3.2節でも述べたように、浜名湖周辺のゆっくりすべり [Ozawa *et al.* (2002)] の影響は、この図から除外されていない。しかし、その出現範囲は浜名湖周辺に限られている。以下では、やや広域のテクトニクスを検討することにして、特に区別することなく議論を進める。

Fig. 15(a)は、御前崎から静岡にかけての駿河湾に面した領域が沈降し、その背後が隆起していることを示している。また、紀伊半島から四国にかけてトラフ軸に平

行に延びる100 km程度の幅の帯状領域が、系統的に隆起している。この領域は、Fig. 15(b)に示すように、1944年東南海地震および1946年南海地震時に、大きな沈降を示した場所でもある。Fig. 15(a)とFig. 15(b)をさらに詳細に比較すると、上下変動の分布が正反対になっていることがわかる。地震時に隆起した潮の岬、室戸岬が現在は沈降し、地震時に広く沈降したトラフに平行な帯状の領域が、現在は隆起している。これらのパターンは、地震時に大きくすべったプレート境界上の領域が、現在は固着を回復し、歪の蓄積が進んでいるというメカニズムで、基本的には理解できる。

東南海地震および南海道地震の発生に伴い、四国から紀伊半島を経て伊勢湾に至る広い領域で歪が解放されたが、駿河湾周辺の東海地震想定域では、歪が解放されていないことが指摘されている [例えば Mogi (1970)]。Fig. 15(b)を見ると、駿河湾西岸地域の地震時の上下変動は小さく、歪の解放が小さかったことが確認できる。また、現在の歪の蓄積を見るために、東南海地震および東南海地震の震源モデル [Ishibashi (1981), Ando (1975)] の断層形状を仮定し、地震時のすべりと逆向きのバックスリップをTable 2のように想定して計算した上下変動分布をFig. 15(c)に示す。Table 2の断層A~Dは、現在の固着を反映させるため、東南海地震および南海地震の震源断層の位置に置いたバックスリップである。断層Eは、駿河湾西岸の沈降と楕円で示した領域の隆起を再現する目的で、駿河湾の下側のプレート境界に新たに仮定したバックスリップである。

Fig. 15(a)とFig. 15(c)の比較からわかるように、断層Eで示される駿河湾下のプレート境界の固着域の存在を仮定しないと、現在進行している駿河湾西岸の沈降や、その内陸側の隆起が説明できない。Mogi (1970)の指摘のように、駿河湾周辺の歪は東南海地震時には解放されていないこと、さらに、現時点において、この領域

Table 2. Parameters used in simulation of vertical deformation in the southwestern Japan as illustrated in Fig. 15(c). Geometric parameters of Tonankai and Nankai earthquakes are identical to focal models for them [Ando (1975), Ishibashi (1981)]. Backslip on rectangle E is necessary to simulate the observed vertical deformation in the Tokai region.

	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Depth (km)	Length (km)	Width (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)	Backslip (m/year)
A(1)	134.75	32.68	0	150	120	250	20	-63	0.05
B(1)	136.25	33.13	0	150	70	250	25	-63	0.05
C(2)	137.25	33.53	3	100	70	245	24	-67	0.05
D(2)	137.87	34.14	20	80	80	245	24	-67	0.05
E	138.58	34.71	0	80	50	225	25	-80	0.025

(1) The 1946 Nankai Earthquake ($M=8.0$) [Ando (1975)].

(2) The 1944 Tonankai earthquake ($M=7.9$) [Ishibashi (1981)].

では歪の蓄積が進行していることが上下変動からも確認できる。

Fig. 15(a)においては、四国西部も注目すべき場所である。四国南西部のやや広い領域が、沈降している。この地域では、プレート境界上でゆっくり地震が発生している [Ozawa *et al.* (2001), Ozawa *et al.* (2004b)]. ゆっくり地震時には四国西部の点は隆起している。例えば、2003 年に発生したゆっくり地震時には Fig. 15(a) の長方形 SE で囲む領域の GPS 点が隆起した。Ozawa *et al.* (2004b) の解析でプレート境界上でゆっくり滑ったとされている領域のほぼ真上の地表が隆起している。ゆっくり地震時にエネルギーが解放されるためには、それ以前に何らかの機構で歪エネルギーが蓄積されることが必要である。上盤プレートが沈み込むフィリピン海プレートに引きずられて変形し、歪エネルギーが蓄積している可能性が最も高い。それが正しいとすると、ゆっくり地震時に隆起する四国の南西部の点は、地震間には沈降しているはずである。Fig. 15(a) では、豊後水道のゆっくり地震の影響がある期間は除外して速度を計算している。図には、ゆっくり地震時に隆起した領域 SE が沈降している様子が明瞭に現れており、ゆっくり地震が発生していない期間は、同じ領域でプレートが固着していることを示している。ゆっくり地震時のスリップが分布する深さは、40 km より深い [Ozawa *et al.* (2004b)] ので、これらの結果を総合すると、足摺岬を挟んで南海トラフ沿いのプレート間カップリングは、東西で様相を異にすることが示唆される。南海地震の震源域でもある足摺岬の東では、カップリングはせいぜい 30 km 程度までしか及んでいないが、西部ではより深部がカップリングしているように見える。この地域は、プレートの屈曲部に面しており、それが南海トラフ沿いの他の地域とは違ったテクトニクスをもたらしている可能性があり、繰り返し発生するゆっくり地震との関係を含めて、さらに詳細な検討が期待される。

6.7 新潟から神戸にかけての地殻水平歪集中ベルトの沈降

GPS 連続観測網がもたらした重要な知見の一つに、新潟から神戸に至る歪集中ベルトの存在がある [Sagiya *et al.* (2000)]. これは、大局的には東西圧縮の場にある日本列島の水平歪速度の分布が一様ではなく、より大きく変形している領域とそれほど変形していない領域が混在しており、そのような歪集中領域の一つが新潟から神戸にかけて帯状に分布しているというものである。彼らは、活断層分布や地震活動の空間分布とも符合すると指摘している。この歪集中帯では、東西の圧縮が卓越して

この場合のように、水平に圧縮された地殻ブロックが変形する場合、水平方向に短縮して、その結果、上下方向に厚みを増すことが予想される。しかしながら、GPS によって得られた上下変動分布は、必ずしもその予想どおりにはなっていない。この水平近く歪集中帯は、隆起しておらず、むしろ沈降が卓越している。水平に圧縮されながら、しかも同時に沈降するという、複雑な現象が進行していることを示唆している。最近、鷲谷・井上 (2003) は、アイソスタシーを考慮すると、横方向の圧縮によって厚みが増しても、それが隆起となって現れるのは全体の数分の 1 であるとし、隆起が顕著でなくてもよいと説明しているが、GPS 上下変動の成果は、歪集中帯がその周囲に比べて相対的に沈降していることを示しており、アイソスタシーの作用だけですべてを説明するのは難しい。

6.8 阿蘇カルデラ周辺の沈降

Fig. 3 では、九州の中央部に沈降域が見られる。この領域では、阿蘇カルデラ内のすべての観測点 (3 点) と九重山近傍にある観測点が沈降しており、図には、これが反映されている。水準測量結果に基づく Fig. 5 にも、ほぼ同じ場所に沈降が示されており、壇原 (1971) は、真実の変動である可能性が高いと判断している。より新しい水準測量結果に基づく Fig. 4 には、沈降域は現れていないが、このときは水準測量の路線が阿蘇カルデラを通っていないので、否定の材料とはならない。沈降が Fig. 3 および Fig. 5 に共通に現れており、系統性および継続性のある変動であることが強く示唆される。この地域は、別府島原地溝帯が走る地域とも重なるが、地溝帯に含まれる別府や熊本には顕著な沈降がないこと、特に阿蘇山周辺の沈降はカルデラ内に限られることから、地溝帯全体が沈降しているのではなく、阿蘇山カルデラおよび九重山に関連する火山性の沈降である可能性が高い。

§7. ま と め

これまで用いられることの少なかった、GPS の上下成分から日本列島の上下変動分布を求めた。水準測量結果、驗潮結果および地質学・地形学的知見との比較から GPS による上下変動の信頼性が高いことを確かめた。GPS 点の分布は水準点に比べ空間的均一性が高いことから、これまでは認識されていなかった新たな情報をもたらす期待がある。そのような観点から、GPS により得られた上下変動速度分布について、初期的な考察を試みた。その結果、北海道東部において太平洋プレートが上盤側プレートと強くカップリングしている領域が、80 km 程度のかかなり深い領域まで及んでいる可能性がある

こと、日高山脈の相対的な隆起は少なくとも inter-seismic な期間には進行している可能性が高いこと、中部山岳地帯が現在は沈降していること、東海地震の想定震源域周辺が固着していることなどがわかった。これらのメカニズムを考える上で、上下変動は有効な情報であり、それを含んだ総合的な検討によって、テクトニクスに関する議論が深まる期待が高いことが確かめられた。

謝 辞

田部井隆雄博士およびもう 1 名の匿名査読者による注意深い査読によって、本稿は著しく改善された。また、国土地理院の斎藤 正技官には、水準測量結果についてご教示いただいた。これらの方々に心からの謝意を表す。地図を伴う作図には、Generic Mapping Tool (GMT) [Wessel *et al.* (1998)] を用いた。

文 献

- Ando, M., 1974, Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, **22**, 263-277.
- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Aoki, Y. and C. H. Scholz, 2003, Vertical deformation of the Japanese islands, 1996-1999, *J. Geophys. Res.*, **108**, B5, 2257, doi: 10.1029/2002JB002129.
- 壇原 毅, 1971, 日本における最近 70 年間の総括的上下変動, 測地学会誌, **17**, 3, 100-108.
- Ferland, R., 2000, IGS reference frame coordination and working group activities, in "The International GPS Service 2000 Annual Report", IGS Central Bureau, The Jet Propulsion Laboratory, The California Institute of Technology, 24-27.
- Hatanaka, Y., T. Iizuka, M. Sawada, A. Yamagiwa, Y. Kikuta, J. M. Johnson and C. Rocken, 2003, Improvement of the analysis strategy of GEONET, *Bull. GSI*, **49**, 11-35.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Hugentobier, U., S. Schaer and P. Fredez (eds.), 2001, The BERNESE GPS software version 4.2, Astronomical Institute, University of Bern.
- 井内 登, 1974, 測地学の概観, 日本測地学会, 119-121, 511 pp.
- Isibashi, K., 1981, Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in "Earthquake Prediction—An International Review", Maurice Ewing Series, **4**, AGU, Washington D.C., 297-332.
- 貝塚爽平・鎮西清高(編), 1986, 日本の山, 日本の自然 **2**, 岩波書店, 259 pp.
- Katsumata, K., N. Wada and M. Kasahara, 2003, Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kuril arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, **108**, B12, 2565, doi: 10.1029/2002JB002175.
- 加藤照之・津村建四朗, 1979, 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動, 地震研究所彙報, **54**, 559-628.
- 環境省, 2003, 平成 14 年度全国の地盤沈下地域の概況, <http://www.env.go.jp/water/jiban/gaikyo/index.html>
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場, 地質学雑誌, **87**, 11, 757-768.
- 木村 学, 2002, プレート集束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会, 271 pp.
- 国見利夫・高野良仁・鈴木 実・斎藤 正・成田次範・岡村盛司, 2001, 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動, 国土地理院時報, **96**, 23-37.
- 国土地理院, 2001, 水準測量作業規定, 日本測量協会発行.
- 国土地理院, 2002, 地震予知連絡会会報, **68**, 120-122.
- 国土地理院, 2003a, 地震予知連絡会会報, **70**, 483-489.
- 国土地理院, 2003b, 新潟地方地盤変動調査測量に関する報告, 第 55 号, 15.
- 国土地理院, 2004, 地震予知連絡会会報, **71**, 486.
- Mogi, K., 1970, Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 413-430.
- 森山昭雄, 1990, 中部山岳地帯における山地形成の時代性, 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄(編), 変動地形とテクトニクス, 古今書院, 87-109, 254 pp.
- Munekane, H., M. Tobita and K. Takashima, 2004, Groundwater-induced vertical movements observed in Tsukuba, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12608, doi: 10.1029/2004GL020158.
- Nakayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B. F. Atwater, K. Shigeno and S. Yamaki, 2003, Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, **424**, 6949, 660-663.
- Nishimura, T., S. Mirura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa and S. Miyazaki, 2000, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217-238.
- Ozawa, S., M. Murakami and T. Tada, 2001, Time dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, **106**, 787-802.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaizu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai Region, Central Japan, *Science*, **298**, 1, 1009-1012.
- Ozawa, S., Y. Hatanaka, M. Kaizu, M. Murakami and T. Imakiire, 2004a, Post seismic crustal deforma-

- tion from the M_w 8 Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003 in Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 675–680.
- Ozawa, S., Y. Hatanaka, M. Kaizu, M. Murakami and T. Imakiire, 2004b, Aseismic slip and low frequency earthquakes in the Bungo channel, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, **31**, L07609, doi: 10.1029/2003GL019381.
- Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303–2322.
- 鷺谷 威・井上政明, 2003, アルプスは沈降しているか? —中部日本の上下変動に関する考察—, 日本測地学会 2003 年秋季大会講演要旨, 69–70.
- 鷺谷 威・西村卓也・村上 亮・今給黎哲郎・赤坂望, 2003, 地殻活動観測データ総合解析システムの開発, *国土地理院時報*, **101**, 33–43.
- 佐藤良輔・阿部勝征・岡田義光・島崎邦彦・鈴木保典, 1989, 日本の地震パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390 pp.
- Savage, J. C., 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984–4996.
- 諏訪謡子・三浦 哲・長谷川 昭・佐藤俊也・立花憲司, 2004, 東日本沈み込み帯におけるプレート境界の固着状況, *地震*, **2**, **56**, 471–484.
- 地震調査研究推進本部, 2003, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar_chishima/hyoka.pdf
- Ueda, H., M. Ohtake and H. Sato, 2003, Postseismic crustal deformation following the 1993 Hokkaido Nanseioki earthquake, northern Japan: Evidence of a low-viscosity zone in the uppermost mantle, *J. Geophys. Res.*, **108**, B3, 2150, doi: 10.1029/2001JB001603.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New improved version of generic mapping tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 47, 579.
- Yabuki, T. and M. Matsu'ura, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363–375.
- 吉岡祥一, 1999, 1944 年東南海, 1946 年南海地震に伴う変位・歪み・応力場の数値シミュレーション, 1999 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, DG-017.
- 吉山 昭・柳田 誠, 1995, 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, *地学雑誌*, **104**, 6, 809–826.